

## 2004 年台風 21 号豪雨により香川県西讃地域で発生した 斜面崩壊の地質・地形的特徴

西山賢一\*・廣田 甫\*\*・竹中優太\*\*\*・岡田憲治\*\*\*\*

\*徳島大学大学院ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部, 〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1

E-mail: nishiyama@ias.tokushima-u.ac.jp

\*\* 太洋工業株式会社

\*\*\* 三谷セキサン株式会社

\*\*\*\* 気象庁天気相談所

## Geological and geomorphological features of slope failures caused by heavy rainfall associated with Typhoon 0421 in Seisan Area, Kagawa Prefecture

Ken-ichi NISHIYAMA \*, Hajime HIROTA \*\*, Yuta TAKENAKA \*\*\* and Kenji OKADA \*\*\*\*

\* Laboratory of Geology, Institute of Socio-Arts and Sciences, University of Tokushima,  
1-1 Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, Japan.

\*\* Taiyo Industrial Co., Ltd

\*\*\* Mitani Sekisan Co., Ltd

\*\*\*\* Japan Meteorological Agency

### Abstract

Many slope failures and debris flows triggered by heavy rainfall associated with Typhoon 0421 occurred in Seisan area, Kagawa Prefecture, Japan. Critical rainfall to trigger the slope failure is 65mm/h, 150mm/3h, total precipitation 250mm, and soil water index 180. Many slope failures occurred at side-slope and/or debris filled floor of 1-order valley in mountain slopes consisting of alternating beds of sandstone and mudstone (Izumi Group). Field evidence suggests that rainwater penetrated into permeable weathered sandstone layer lying on poor permeable mudstone layer. Many slope failures occurred at weathered sandstone layer because of low strength and a rise in the groundwater level. The occurrences of slope failures were controlled by weathered profile of alternating beds of sandstone and mudstone.

**Keywords:** Slope failure, Critical rainfall, Izumi Group, Weathered profile, soil water index

### はじめに

2004 年に西日本に接近または上陸した台風のうち、台風 15, 21, 23 号は、小雨地域の香川県西讃地域としては記録的な豪雨をもたらした。西讃地域の観音寺市南部 (図 1) では、この豪雨により、高尾山周辺で多数の斜面崩壊が発生し、2 名の犠牲者が出た。この豪雨災害は、小雨地域における斜面崩壊発生に関与する雨量条件と、地質・地形的要因との関係を検討する上で重要な資料となりうる。本稿では、この斜面崩壊の地質・地形的特徴を検討するとともに、降雨量との関係について検討を行った。

### 台風接近時の降雨ならびに土壌雨量指数

台風 15 号は、8/16 にフィリピン東方海上で発生後に北上し、8/19 に九州西方を通過して日本海へ進んだ。最盛期の中心気圧は 970 hPa で、8/17~18 に香川県西部・愛媛県東部・高知県北部一帯に豪雨をもたらした。

台風 21 号は、9/21 にグアム島西海上で発生後に北上し、最盛期の中心気圧 940hPa を記録後、9/29 に中心気圧 970hPa の勢力で四国に上陸した。8/29~30 に香川県西部では再び豪雨となった。

台風 23 号は、10/13 にマリアナ諸島近海で発生後に北上し、最盛期の中心気圧 940hPa を記録後、10/20 に中心気圧 950hPa で四国に上陸した。10/19~21 に

香川県西部はまた豪雨となった。

観音寺市大野原町五郷に香川県設置の雨量計があり、総雨量が最も多かったのは台風 15 号接近時の 297mm で、次いで台風 23 号による 256mm、少なかったのは台風 21 号による 249mm である。一方、最大 1 時間雨量は、台風 21 号による 65mm/h が最大で、15 号では 54mm/h、23 号では 30mm/h である。また、最大 3 時間雨量は、台風 21 号による 152mm/3h が突出しており、15 号では 120mm/3h、23 号では 69mm/3h である。

気象庁では 2000 年から、タンクモデルを用いた土壌雨量指数に基づく土砂災害危険度を発表しており（岡田，2007），2006 年からは都道府県と共同で「土砂災害警戒情報」として発表されている。今回、大野原町五郷の雨量計データから土壌雨量指数を求めた（図 2）。土壌雨量指数の最大値は、台風 15 号では 165，台風 21 号では 188，台風 23 号では

162 であり、台風 21 号接近時が突出した値となった。以上のことから、3 回の台風豪雨のうち、最も総雨量が多かったのは台風 15 号であるが、3 時間雨量・1 時間雨量・土壌雨量指数が最も大きかったのは台風 21 号となった。地元への聞き取りによれば、最も多くの斜面崩壊が発生したのは台風 21 号の接近時である（長谷川ほか，2005）。

### 斜面崩壊の地質・地形的特徴

斜面崩壊が多発した高尾山周辺で斜面崩壊地周辺の地質・地形を調査した（図 1）。高尾山は、主に和泉層群からなる讃岐山脈の西端部に位置する。山地には主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層（砂岩が 8 割、泥岩が 2 割程度）が分布し、北東－南西走向で南東に 20～50°で傾斜する。北東－南西に伸びる高尾山の稜線を境として、北斜面はやや急傾斜で、南斜面

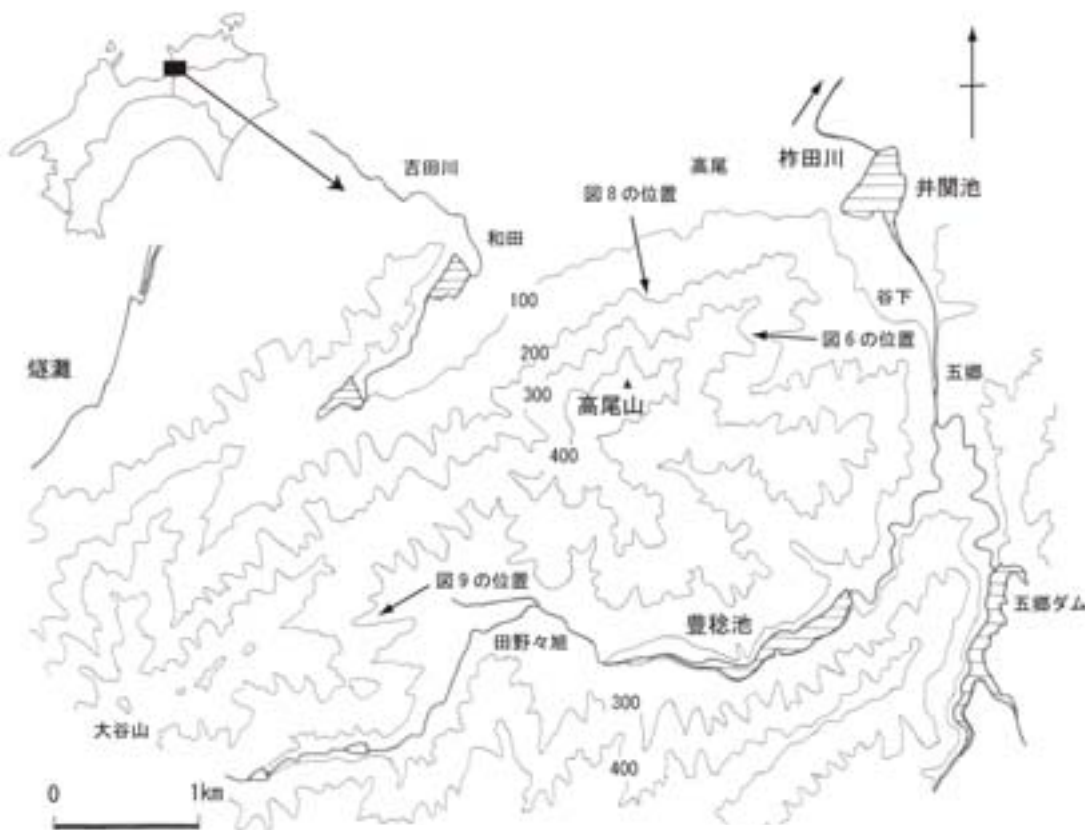


図 1 対象地域の位置と地形概要

はやや緩傾斜なケスタ地形を呈する。讃岐山脈の中軸部や中央構造線に沿った南縁部には多数の地すべり地形が分布するが（寺戸，1986；長谷川，1992），今回の対象地域には認められない。高尾山より北側の山麓には、扇端までの距離が 1km 程度に達する

扇状地が形成されている。一方、高尾山の南麓は、杵田川に沿った狭い沖積低地が分布しており、大きな扇状地は存在しない。

災害後に撮影された空中写真オルソ画像（四航コンサルティング株式会社撮影）による斜面崩壊の判読

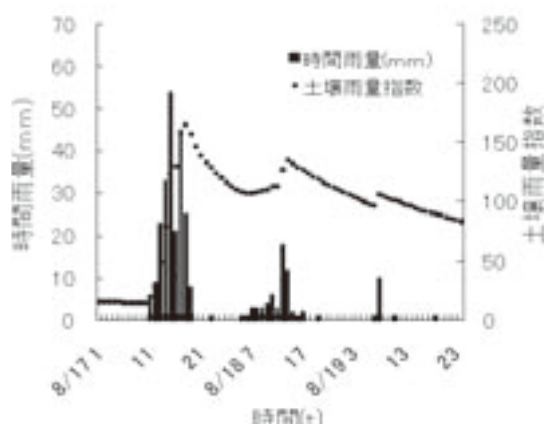


図 2 観音寺市大野原五郷で観測された雨量に基づく土壌雨量指数の時間変化

結果を 1/5,000 地形図に転写し、斜面崩壊分布図を作成した (図 3)。個々の斜面崩壊の見かけの摩擦角、土砂の停止地点の地表勾配を計測した。また、地形的特徴を把握するため、1/5,000 地形図を用いて、ストレーラー法による水系図を作成したほか、谷密度 ( $0.25\text{km}^2$  メッシュ =  $500\text{m} \times 500\text{m}$ )・起伏量 ( $0.0625\text{km}^2$  メッシュ =  $250\text{m} \times 250\text{m}$ )・斜面崩壊密度 ( $0.25\text{km}^2$  メッシュごとに計測し、それらの和で  $1\text{km}^2$  メッシュごとの値を求めた)の計測を行った。このうち、斜面崩壊密度の検討メッシュは、ケスタ地形を呈する高尾山の稜線付近を境界とし、受け盤側と流れ盤側とができるだけ同一メッシュ内に入らないように設定した。稜線は屈曲しているため、メッシュの一部が若干重なる部分が生じたが、崩壊個数のダブルカウントがないように調整した。また、高尾山の稜線の南側の 4 メッシュのうち、南西の 2 メッシュ (田野々旭) は、メッシュ内の広域が果樹園からなる。これ以外のメッシュの山地は、ほぼ森林または山麓の扇状地 (果樹園・農地・住宅・ため池) となっている。

斜面崩壊密度を検討した結果、ケスタ地形を呈する受け盤斜面にあたる北斜面では、崩壊密度は  $64 \sim 80$  個/ $\text{km}^2$  で、南斜面では  $69 \sim 198$  個/ $\text{km}^2$  と大きくばらつく結果となった (図 3)。このうち、崩壊密度が  $100$  個/ $\text{km}^2$  以上もの突出した値を示すのは、稜線より南側の果樹園からなる 2 メッシュであり、これを除けば、北斜面・南斜面いずれも  $60 \sim 80$  個/ $\text{km}^2$  程度と大差は認められない。

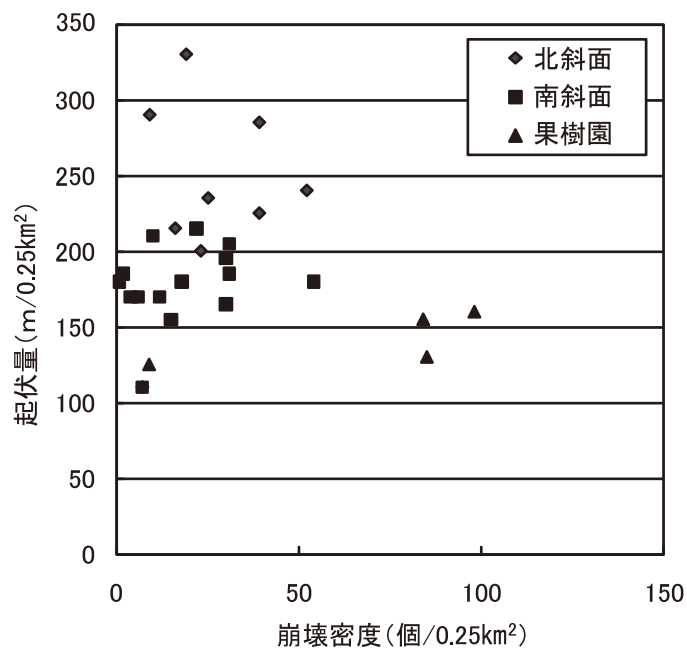
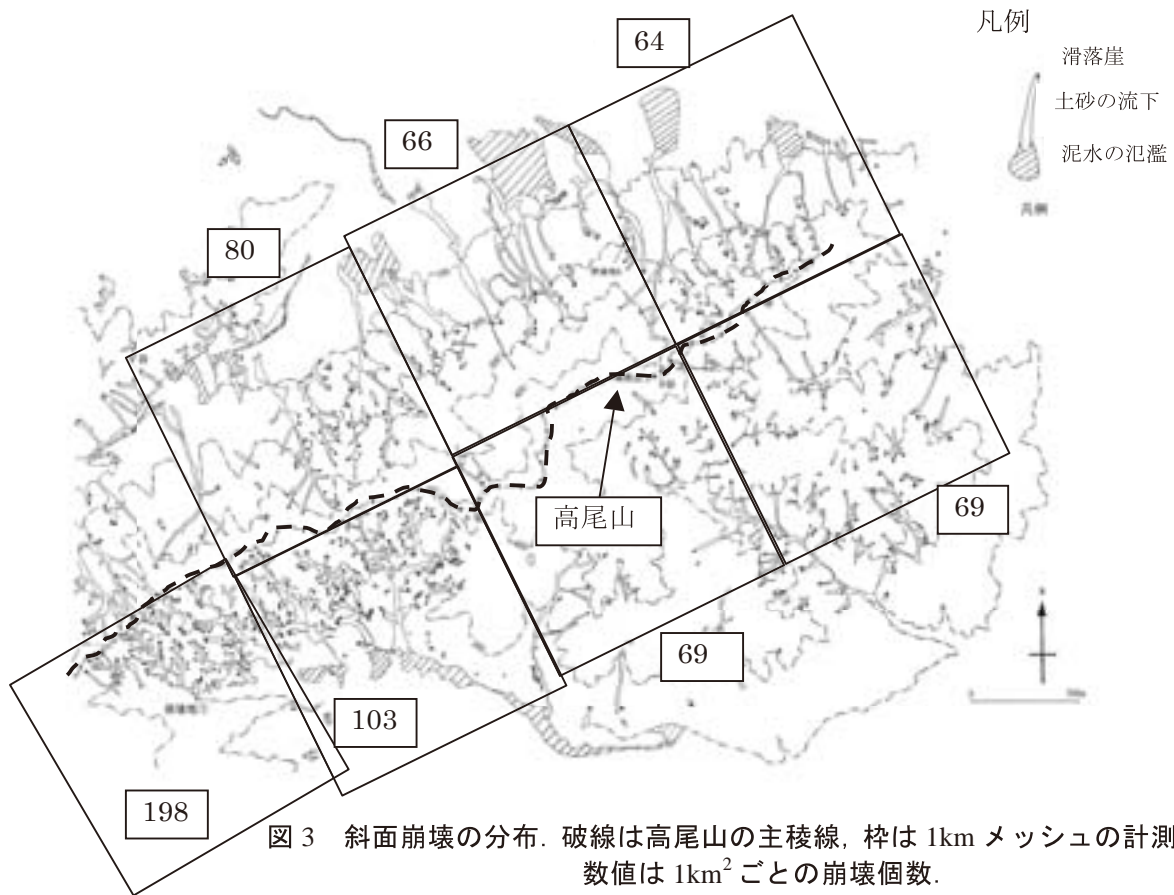
起伏量と崩壊密度とを  $0.25\text{km}^2$  メッシュで比較すると (図 4)、大局的には両者には正の相関が認められる。ケスタ地形を呈する受け盤斜面に当たる北斜面はやや起伏量が大きく、流れ盤斜面に当た

る南斜面がやや小さくなり、起伏量が  $250\text{m}$  を越えるのは北斜面のみである。しかし、起伏量が  $250\text{m}$  以上のメッシュでの崩壊密度は  $50$  個/ $0.25\text{km}^2$  以下と、突出した値ではない。むしろ、崩壊密度が  $100$  個/ $0.25\text{km}^2$  前後の値を示すメッシュは、稜線南側の果樹園であり、いずれも起伏量が  $150\text{m}$  程度と小さいにもかかわらず、崩壊密度が突出している。

崩壊発生箇所の谷の次数は、1 次谷の谷頭 (=源頭部)、側壁、谷底 (=源頭部より下方) が最も多く、2 次以上の高次の谷の谷底や側壁でも散発的に発生した (図 5)。ケスタ地形を呈する受け盤に当たる北斜面 (高尾山より北側の和田地区西方の山体での崩壊を除外) では、1 次谷の側壁で発生した斜面崩壊が最も多く、次いで 2 次谷の側壁、1 次谷の谷底となり、一般に斜面崩壊が多発しやすい 1 次谷の谷頭は 4 位となった。高尾山より北にある山体での崩壊個数は少ないが、1 次谷の谷頭・側壁、または 0 次谷の谷頭・側壁で崩壊が発生している。ケスタ地形を呈する流れ盤に当たる南斜面 (果樹園を除外) では、1 次谷の谷底が最も多く、次いで 1 次谷の側壁、1 次谷の谷頭の順となった。南斜面の果樹園では、1 次谷の側壁が最も多く、次いで 1 次谷の谷底、1 次谷の谷頭の順となった。一方、果樹園を除く南斜面では、谷底で発生した崩壊が多く、谷底を  $3 \sim 4\text{m}$  の厚さで埋積していた角礫層の再崩壊によるものも認められた (図 6)。以上のように、崩壊発生位置は受け盤・流れ盤斜面を問わず、1 次谷の谷頭よりむしろ谷壁ないし谷底でやや多い。

斜面崩壊の見かけの摩擦角の計測結果は  $15 \sim 20^\circ$  程度が多く、流下した崩壊土砂の停止地点の地表勾配は  $5^\circ$  程度で、さらに下流 (地表勾配  $3^\circ$  程度) に泥水が流下した場所も多い。土砂の最大流下距離は約  $1\text{km}$  である。土砂移動距離と見かけの摩擦角との関係 (図 7) は、受け盤となる北斜面はみかけの摩擦角がやや小さく、土砂の移動距離が長い崩壊が多い。一方、流れ盤となる南斜面では、みかけの摩擦角がやや大きく、土砂の移動距離が短い崩壊が多い。南斜面の果樹園で発生した斜面崩壊では、みかけの摩擦角が  $20^\circ$  以下と小さい。以上のように、受け盤側・流れ盤側とで、見かけの摩擦角に若干の差が認められる。

崩壊地の地質は砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなることが多い。現地での実測では、崩壊斜面の傾斜は  $32^\circ \sim 44^\circ$ 、崩壊の深さは約  $0.5 \sim 2\text{m}$  の表層崩壊が多い。層理面に沿った砂岩塊の滑落や、交差する節理に規制されたくさび状崩壊を呈するものも認められたが、最も多いのは、砂岩の強風化帯および崩積土が滑落するタイプの崩壊であった (図 8)。





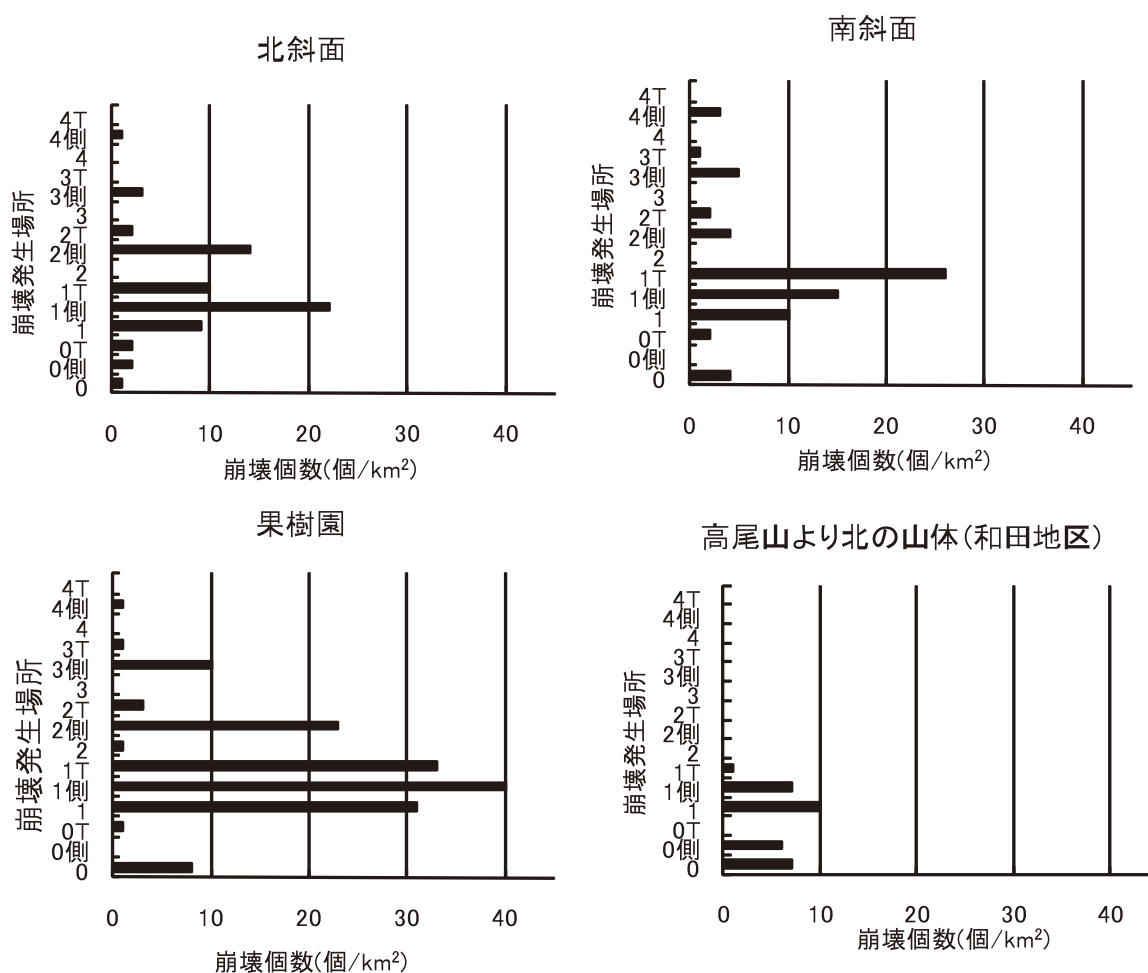


図5 崩壊発生地点の谷の次数. 0: 0 次谷谷底, 0側: 0 次谷側壁, 0T: 0 次谷谷底, 以下, 2 次谷以降も同じ記号.



図6 1 次谷の谷底を厚く埋積していた土砂の崩壊 (高尾山の南東, 谷下地区の上流)

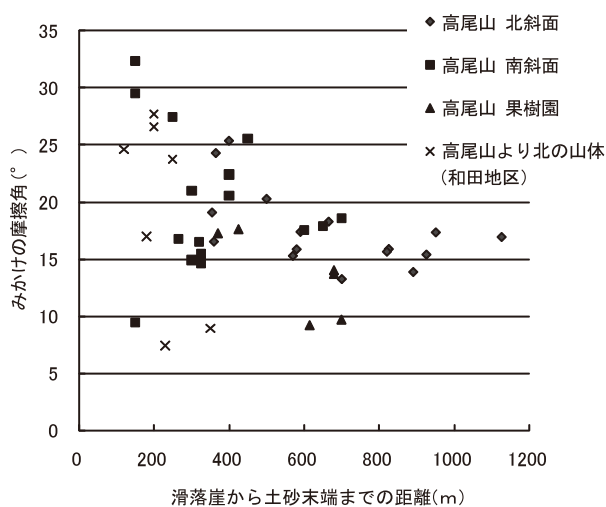


図7 崩壊土砂の移動距離と見かけの摩擦角の関係

図 8 の例では、崩壊の深さは 0.5m と浅く、土砂の移動域にはコラストーンを伴う砂岩の硬質な岩盤が露出している。崩壊土砂の中に径 1m を超える巨礫が含まれている場所は少なく、崩壊土砂の最大粒径は 1m 未満が多い。崩壊土砂は砂岩が圧倒的に多く、泥岩が少量含まれる。災害から約 1 年後の 2005 年夏の観察では、泥岩の大半はスレーキングにより碎片化または軟質化していた。なお、今回の豪雨では、規模の大きな地すべり性の斜面変動は発生しなかった。

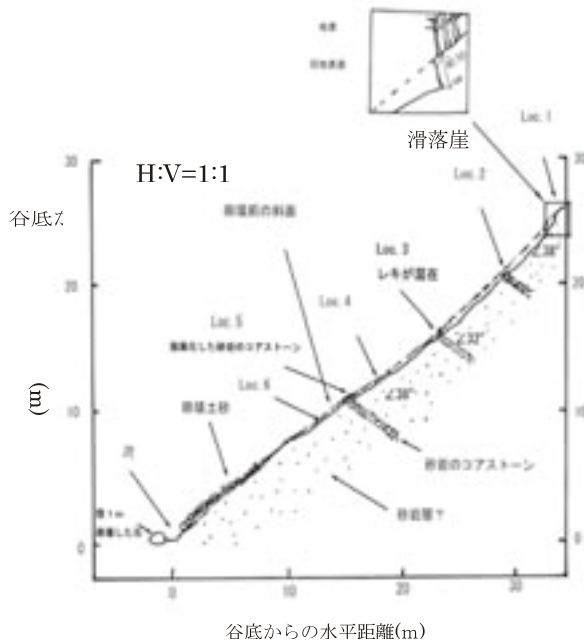


図 8 斜面崩壊の地形・地質断面（高尾山の北斜面，高尾地区の上流）

#### 斜面の土層構造と風化帯構造

##### 簡易貫入試験

斜面の土層構造の特徴を把握するため、高尾山南側の崩壊斜面の側部（未崩壊）の 3 地点で簡易貫入試験を行い、貫入抵抗値  $N_c$  値を求めた。最大貫入深度は地表下 5m である。 $N_c$  値が 10 以下となる領域はいずれも深さ約 1m となった（図 9）。 $N_c$  値が 5 以下となる特に軟質な領域が認められ、風化した泥岩の薄層に相当する可能性がある。 $N_c$  値 50 以上となる領域は、斜面下部では 3m 程度、上部では 4m 程度となり、斜面上部ほど深度がやや深い。

なお、図 9 の露頭近隣にある崩壊斜面のすべり面で行った簡易貫入試験の  $N_c$  値（3 回の平均）は 17.3 となった。この値は、図 9 の未崩壊斜面で深度 1～

2m 程度に該当し、実際に発生した崩壊深さと調和的である。

##### 風化帯の岩石物性

風化帯構造と崩壊発生深度の関係を検討するため、図 9 の露頭近傍において、主に砂岩からなるのり面を強風化帯、中風化帯、弱風化帯の 3 つに区分するとともに、砂岩の物性値を測定した。原位置でシュミットハンマー反発値（ $R$  値）と山中式土壤硬度計による土壤硬度（mm）を測定し、実験室に持ち帰った試料を用いて、色彩値と有効間隙率（%、水浸法による）を測定した。色彩測定は、コニカミノルタ製 SPAD-503 を使用し、色彩値は  $L^*a^*b^*$  値で表現した。測定条件は、測定径 8mm、標準の光 D65 および SCE 方式により、試料は切断後に自然乾燥させたものである。また、弱風化帯・中風化帯の試料については薄片観察を行った（図 10）。これらをまとめた風化帯の岩石物性の鉛直変化を図 11 に示す。

強風化帯は角礫状をなす砂岩塊を主体とし、層理面が不明瞭で、砂岩のコラストーンは消失している。岩盤分類では D 級に相当する。 $R$  値は 10～30 程度であるが、軟質で測定不能の場所も多い。有効間隙率は 20% 程度、色彩値のうち、黄色の程度を示す  $b^*$  は 20～30 程度に達する。強風化帯の厚さは 2～4m 程度である。

中風化帯は層理面が認められ、しばしば砂岩のコラストーン（径 1～2m）が形成されている。挟在する泥岩は、スレーキングによる碎片化が著しい。 $R$  値は、コラストーンで 40～60、その周囲では 20 程度である。岩盤分類では  $C_L \sim C_M$  級に相当する。有効間隙率は 10% 未満、黄色の程度を示す  $b^*$  は 10～15 程度である。中風化帯の厚さは 3～4m 程度である。薄片観察の結果（図 10）では、砂粒子としては石英・長石ならびに岩片を多く含み、弱風化した試料では、基質部分や間隙に水酸化鉄が形成されるとともに、砂粒子を貫通するマイクロクラックが認められ、粘土鉱物と思われる褐色の鉱物で充填されている（粘土脈）。

弱風化帯は層理面が明瞭な硬質岩盤であり、コラストーンは認められない。 $R$  値は 40 以上で、岩盤分類では  $C_M$  級に相当する。有効間隙率は 10% 未満、黄色の程度を示す  $b^*$  は 10～15 程度と、中風化帯とほとんど変わらない。薄片観察によれば、砂粒子としては石英・長石ならびに岩片を多く含み、基質部分には雲母粘土鉱物が認められ、基質の水酸化鉄は中風化帯に比べて少なく、砂粒子を貫く粘土脈も認められない。

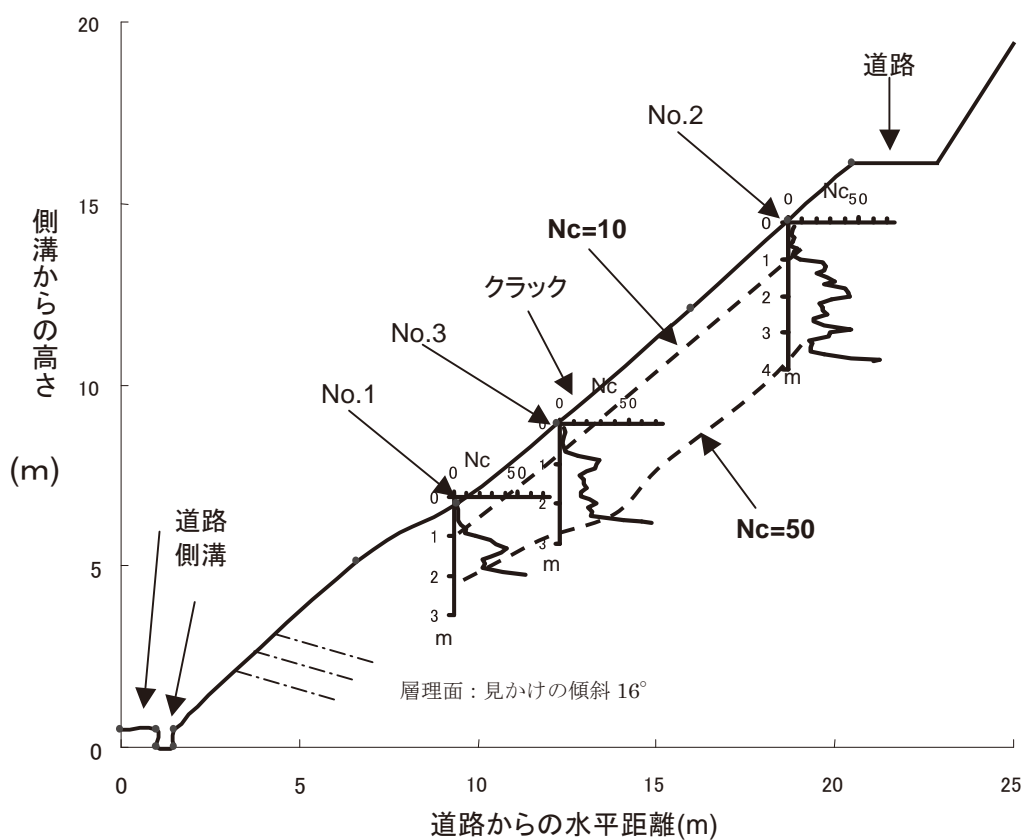


図 9 簡易貫入試験による土層厚の分布（高尾山の南斜面の果樹園，田野々旭地区の上流）

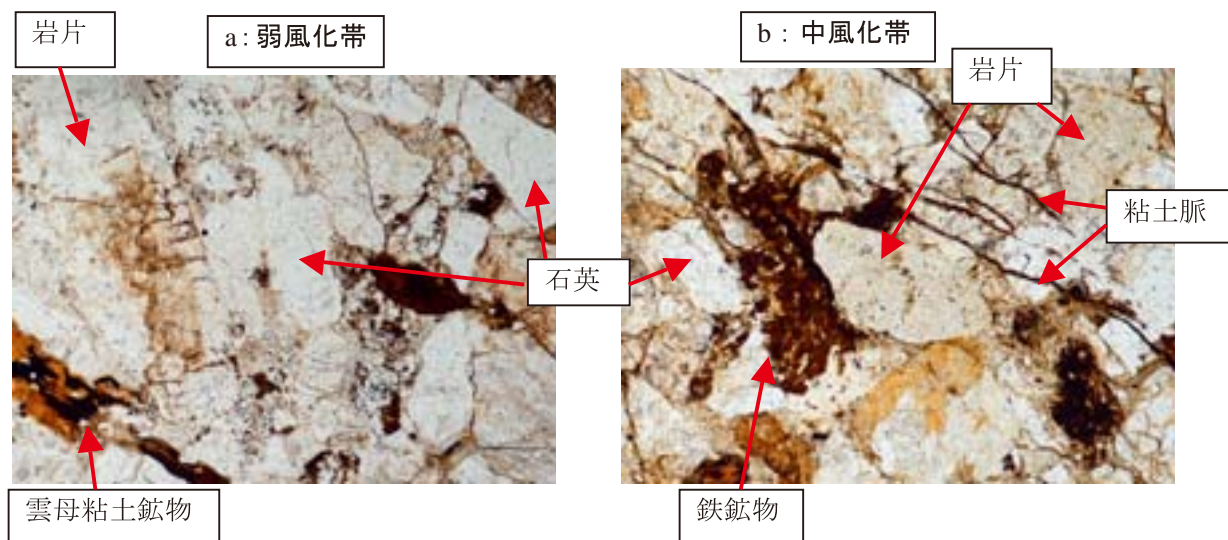


図 10 砂岩の薄片写真（単ニコル，横幅約 1.2mm）

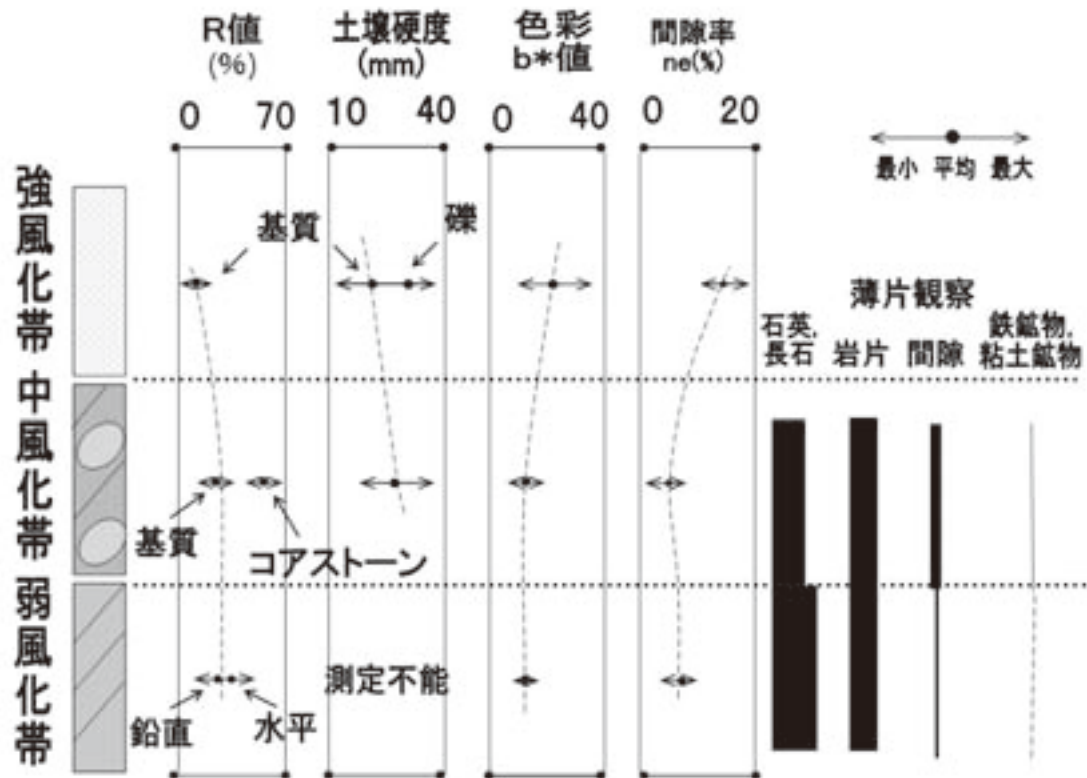


図 11 風化帯区分と岩石物性の鉛直変化.  $R$  値のうち, 弱風化帯の「鉛直」は層理面に鉛直方向から, 「水平」は層理面に水平な方向から, それぞれ打撃したもの

#### 斜面崩壊発生に及ぼす雨量・地形・地質条件の検討

##### 斜面崩壊に関与する雨量条件

斜面崩壊発生に及ぼす雨量条件について検討する. 斜面崩壊は, 台風 21 号接近時に最も多発したことから, 当地域の斜面崩壊発生条件として, 台風 21 号接近時と同程度の値, すなわち, 65mm/h 以上, 150mm/3h 以上, 総雨量 250mm 以上, 土壌雨量指数 180 以上が挙げられる. ただし, 総雨量は, 台風 21 号接近時よりも台風 15, 23 号接近時の方が多かったことから, 斜面崩壊の多発条件としては, 総雨量より 3 時間雨量のほうが適切と考えられる. 3 時間雨量と崩壊発生とを整理した結果 (芦田ほか, 1986) では, 100~200mm/3h の例が多く, 今回の結果はこの範囲内に含まれる.

##### 斜面崩壊に関与する地形条件

斜面崩壊発生に関与する地形条件について検討する. ケスタ地形の受け盤にあたる高尾山北斜面で

も, ケスタ地形の流れ盤にあたる南斜面でも, 崩壊密度はほぼ同程度となり, 両者の違いによる崩壊発生密度には差は認められない. 一方, 南斜面のうち, 地形的に緩傾斜をなす果樹園では, 崩壊密度がこれらと比べて突出した値となった. 起伏量と崩壊密度との関係から, 果樹園地域の起伏量が小さいにもかかわらず, 突出した崩壊密度を呈する. 果樹園内には多数の作業用農道が建設されていることとあわせて, 果樹園での斜面崩壊の多発は, 人為的な地形・植生改変の影響が強く表れたと判断される. このことは, 1975 年台風 6 号による剣山周辺での斜面崩壊と植生との関係に関する検討 (寺戸, 1976) により, 単位面積あたりの崩壊個数が, 壮齡林に比べて中齡林で 4 倍, 幼齡林で 13 倍に達したとの指摘と調和的である.

一方, 斜面発生位置の地形的な条件は, ケスタ地形の受け盤・流れ盤斜面を問わず, 1 次谷の谷頭より谷壁ないし谷底でやや多く発生していることから, 今回の崩壊では 1 次谷の谷頭侵食が不活発で, 谷壁を拡大もしくは谷底の崩積土が滑落するタイ



プの崩壊が目立った。このことは、崩壊予備物質である風化土層が 1 次谷の谷壁に残存するとともに、崩積土層が谷底に堆積しており、2004 年豪雨でそれらが削剥されたことを示唆する。これに関して、和泉層群の泥岩は、膨潤性粘土鉱物を含まないにもかかわらず、顕著なスレーキングを起こす（林田、1977；1991、吉田ほか、2003）。また、一部では、塩類風化による岩盤強度の低下（林田、1977）や、建立後 100 年程度の砂岩石材の急速な風化（石田、2010）が知られているなど、風化による強度低下が生じやすいことから、侵食されうる土層の形成速度が比較的大きいと予測される。一方、しばしば土砂災害に見舞われる豪雨常襲地域の四国南部（例えば、柏谷ほか、1976；寺戸、1980）と違い、当地域は瀬戸内気候の小雨地域にあり、侵食を引き起こす豪雨の頻度はそれほど高くない。以上のことから、当地域の和泉層群の侵食プロセスは、豪雨の頻度に起因する侵食速度よりも風化速度（＝土層の形成速度）の方が上回る運搬制約侵食に該当する可能性も考えられる。

斜面崩壊の見かけの摩擦角は、ケスタ地形の受け盤側でやや小さく、土砂の流動性がやや大きい。崩壊土砂の停止地点の地表勾配は 5°程度であることから、北斜面の山麓に分布する勾配 5°程度の扇状地面上を土砂が比較的長距離を流下したため、土砂の流下距離が長くなったと考えられる。一方、南斜面の山麓には柞田川に沿った狭い沖積低地が分布し、大規模な扇状地は形成されていないため、土砂の流下距離が短くなったと考えられる。

### 斜面崩壊に関連する地質条件

斜面崩壊発生に及ぼす地質条件について検討する。崩壊地の観察によれば、砂岩の強風化帯が滑落するタイプの崩壊（深さ 0.5～2m）が最も多いことから、斜面崩壊の発生深さは、主に砂岩の強風化帯の厚さに規制されているといえる。一方、簡易貫入試験と露頭の風化帯区分によれば、強風化帯の厚さは 2～4m 程度となり、実際の崩壊の発生深さは強風化帯の上半分の 2m 未満が主体となった。強風化帯の全体が崩壊したのではなく、その上半部が滑落した理由は明確ではなく、強風化帯内部の詳細な強度・透水特性に基づいて検討する必要がある。

### 堆積岩からなる斜面での崩壊の発生条件

堆積岩斜面で発生した斜面崩壊の研究は、これまでも多く行われている（古谷・大倉、1992；市川・松倉、2001；西山・千木良、2003；松四・松倉、2004；川上ほか 2009；永田ほか、2009；若月ほか、2009）。

これらは、強度や透水性が明瞭に異なる砂岩斜面と泥岩斜面での崩壊の比較が多く、砂岩泥岩互層からなる斜面での検討例は少ない。和泉層群の砂岩泥岩互層からなる斜面では、しばしば岩盤クリープによる変形構造が認められ、それが層理面をすべり面とする岩盤すべりに発展し、その結果として流れ盤側斜面で崩壊が多発すると指摘されている（横山、1995）。

一方、古第三系の砂岩泥岩互層で斜面崩壊が多発した 2003 年北海道日高地方の斜面崩壊の検討（石丸ほか、2008）では、砂岩優勢の砂岩泥岩互層では、深さ 1～2m 以下の浅層崩壊が卓越するが、深さ 10m にも達する深層崩壊はほとんど発生せず、頁岩卓越層で発生した。このことは、変形しやすい泥岩卓越層では深くまで岩盤クリープが生じやすく、一方、強度が大きく変形しにくい砂岩卓越層では、深くまで岩盤クリープが生じにくいことを反映すると解釈されている。

今回観察した複数の崩壊斜面において明瞭な岩盤クリープによる変形構造は確認できず、また、受け盤側と流れ盤側とで明瞭な崩壊発生数の差は認められなかったことから、岩盤クリープによる変形が崩壊の主因とは考えにくく、主に斜面表層を構成する風化帯の削剥が生じたと判断される。風化帯の物性変化に基づけば、砂岩泥岩互層の砂岩は、風化による有効間隙率の増加に起因した強度低下と透水性の増加が進行していると考えられる。一方、挟在する泥岩はスレーキングによる碎片化と強度低下が著しいことに加え、砂岩泥岩互層中では砂岩より透水性が低いため、豪雨時の雨水の浸透を遮断し、地下水位の上昇を引き起こすと考えられる。全体として強度が低下した風化帯の中での地下水位の上昇は、風化帯の崩壊に大きく影響するであろう。これらの一連のプロセスが、今回群発した表層崩壊の地質的素因と考えられる。

今後は、砂岩泥岩互層の風化による岩石物性の変化と、それによる風化帯の形成過程をより詳しく解明することで、風化帯の上半分が崩壊したプロセスを明らかにする必要がある。

### まとめ

2004 年台風 21 号に伴う豪雨により、香川県西讃地域の観音寺市大野原町の高尾山周辺で斜面崩壊が群発した。これらの斜面崩壊の地質・地形的特徴を検討するとともに、雨量との関係について検討を行った。

斜面崩壊の気象学的特徴についてみると、斜面崩

壊が多発した台風 21 号での最大時間雨量 65mm, 最大 3 時間雨量 152mm, 総雨量 249mm, 土壌雨量指数の最大値 188 が, 当地域における斜面崩壊の群発に關与する雨量条件といえる。

斜面崩壊の地形的特徴についてみると, 崩壊密度が 60~70 個/km<sup>2</sup>であり, 果樹園では 100 個/km<sup>2</sup>を超えることから, 人為的な地形・植生改変により崩壊密度に明瞭な差が生じたことが明らかになった。崩壊発生地点は, 1 次谷の谷頭よりも側壁が多く, 1 次谷の谷底を埋めた崩積土層が崩壊した例も多いことから, 瀬戸内気候で小雨地域に当たる当地域の侵食プロセスは, 豪雨の頻度に起因する侵食速度よりも風化速度(=土層の形成速度)の方が上回る運搬制約侵食に該当する可能性も考えられる。

斜面崩壊の地質的特徴についてみると, 滑落崖の深さは約 1m の表層崩壊が大半を占め, 滑落したのは崩積土または強風化した砂岩泥岩互層であるた

め, 崩壊深さは主に強風化帯の厚さに規制されている。砂岩泥岩互層からなる風化帯の強度低下と, 風化した砂岩内を浸透した地下水が泥岩により浸透を遮断され, 地下水位が上昇したことが, 今回群発した表層崩壊の地質的素因と考えられる。

謝辞 香川大学工学部の長谷川修一教授には, 現地状況をご教示いただいたほか, 地形図の入手に關してご協力を頂いた。四航コンサルタント株式会社からは, 豪雨直後に撮影された貴重な空中写真を閲覧させていただいた。香川県土木部砂防課からは, 雨量計のデータ使用許可を頂いた。徳島大学大学院の村田明広教授には原稿の査読をしていただき, 貴重なご意見を頂いた。以上の方々および機関に, 記してお礼申し上げます。

## 文献

- 芦田和男・江頭進治・青井博志, 1986, 豪雨時の山腹崩壊に關する資料解析的研究. 京都大学防災研究所年報, **29B-2**, 309-327.
- 古谷尊彦・大倉 博, 1992, 房総半島鹿野山周辺地域の斜面崩壊の地形・地質的特徴. 日本地すべり学会誌, **28-4**, 29-36.
- 長谷川修一, 1992, 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤地すべりと第四紀断層運動. 地質学論集, **40**, 143-170.
- 長谷川修一・山中 稔・向谷光彦・林 宏年, 2005, 平成 16 年台風 15, 21, 23 号による香川県内の土砂災害. 2004 年四国地域連続台風による土砂災害, 社団法人地盤工学会, 41-54.
- 林田精郎, 1977, 和泉層群(白亜紀)の珪化していない泥岩の風化についての二, 三の研究. 応用地質, **18**, 125-130.
- 林田精郎, 1991, 神戸層群と和泉層群の泥質岩の耐久性について. 日本応用地質学会関西支部創立 20 周年記念論文集「地球環境と応用地質」, 221-230, 1991.
- 市川岳志・松倉公憲, 2001, 弱固結砂岩からなる斜面における土層構造と表層崩壊. 応用地質, **42**, 30-37.
- 石田啓祐, 2010, 「ドイツ兵の慰霊碑」一和泉層群砂岩石材に進行する建立後の風化の影響一. 中国四国地方の応用地質学, 日本応用地質学会中国四国支部, 印刷中.

- 石丸 聡・川上源太郎・田近 淳・対馬俊之・阿部友幸・滝澤昭博, 2008, 2003 年台風 10 号による北海道日高地方里平地区の崩壊の形態的特徴と発生場. 日本地すべり学会誌, **45-2**, 45-54.
- 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節夫, 1976, 山腹崩壊と地形特性に關して一昭和 50 年 5 号台風による高知県下の山腹崩壊を対象として一. 京都大学防災研究所年報, **19B**, 371-383.
- 川上源太郎・田近 淳・石丸 聡・大津 直, 2009, 2003 年台風 10 号による北海道里平地域の斜面崩壊一古第三系ニセウ層における崩壊様式と斜面地質との關係一. 北海道立地質研究所報告, **80**, 15-25.
- 松四雄騎・松倉公憲, 2004, 透水性の異なる砂岩と泥岩からなる丘陵地における斜面崩壊の発生機構と発生位置. 地形, **25**, 139-159.
- 永田秀尚・飯沼達夫・萩原陽一郎, 2009, 2004 年台風 21 号豪雨により三重県宮川村で発生した表層崩壊地の地形と表層地質特性. 日本地すべり学会誌, **46-3**, 49-55.
- 西山賢一・千木良雅弘, 2003, 1972 年天草豪雨で発生した斜面崩壊の地質的特徴. 京都大学防災研究所年報, **46B**, 149-158.
- 岡田憲治, 2007, 土壌雨量指数による土砂災害発生危険度予測の現状. 土と基礎, **55-9**, 4-7.
- 寺戸恒夫, 1976, 山地災害における崩壊と植生との關係. 阿南工業高等専門学校研究紀要, **13**, 29-38.
- 寺戸恒夫, 1980, 応用地形学の立場から見た大規模崩壊. 阿南工業高等専門学校研究紀要, **16**, 63-73.

寺戸恒夫, 1986, 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, **28**, 221-232.

若月 強・飯田智之・松四雄騎・木暮哲也・佐々木良宣・松倉公憲, 2009, 泥質岩の風化特性が土層形成・斜面崩壊・斜面形状に与える影響: 2003 年台風 10 号により北海道日高地方で発生した斜面崩壊の事例. 地形, **30**, 267-288.

横山俊治, 1995, 和泉層群の斜面変動: 岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測. 地質学雑誌, **101**, 134-147.

吉田幸信・高田修三・横田公忠・谷田部龍一, 2003, 和泉層群の頁岩のスレーキング特性とメカニズムに関する一考察. 土木学会論文集, **750/III-65**, 15-25.

論文受付: 2010 年 9 月 3 日

改訂論文受付: 2010 年 9 月 30 日

論文受理: 2010 年 9 月 30 日